中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 4 期: 717 ~ 730
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

南海北部深海潮汐的季节性变化特征

赵玖强, 张艳伟*, 刘志飞, 赵玉龙, 王萌

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092
* 通讯作者, E-mail: ywzhang@tongji.edu.cn

收稿日期: 2017-12-26; 收修改稿日期: 2018-07-17; 接受日期: 2018-12-03; 网络版发表日期: 2019-01-25
国家自然科学基金项目(批准号: 41576005, 91528304, 41876048)资助

摘要 深海潮汐是深海混合过程的主要能量来源, 对深海环流变异和沉积物搬运具有重要的调控作用. 文章利用深水锚系观测系统在南海北部2100m水深处开展了近两年的高分辨率海流剖面观测, 用于研究深海潮汐的季节性变化特征. 通过谱分析显示, 南海北部深海潮汐以全日潮为主, 且在观测区域的深海中, 全日潮和半日潮以垂向第一模态结构为主. 斜压全日潮具有显著的季节性变化特征, 夏季最强, 深度平均的最大动能达86.7cm^2 s^{-2}, 分别是冬季的1.5倍、春秋季的2倍; 而斜压半日潮没有明显的季节性变化. 通过对比发现斜压全日潮的季节性变化受控于吕宋海峡附近的正压潮. 另外, 观测期间有三个强中尺度涡经过锚系站位, 其中一个气旋式中尺度涡对深海海流影响较小, 而另外两个反气旋式中尺度涡经过研究海域时可影响全水深海流, 激发强亚惯性流, 对深海潮汐产生边缘强化效应, 并使深海斜压全日潮冬季的异相成分增强, 占全日潮的85%. 同时, 中尺度涡对深海海水混合的增强弱化了海水层结, 导致冬季的斜压全日潮流速减弱, 低于夏季. 南海北部深海潮汐季节性变化为研究深海盆沉积物在不同时间尺度上的分布及搬运过程提供了重要的动力机制.

关键词 深海潮汐, 季节性变化, 亚惯性流, 中尺度涡, 南海北部

1 引言

潮汐是海洋中的普遍运动过程, 为海洋混合过程提供重要的能量来源(Munk和Wunsch, 1998), 据评估, 海洋需要2TW的能量来维持海水混合, 而其中一半的能量来自深海潮汐(Egbert和Ray, 2000). 深海潮汐与起伏不平的地形相互作用, 使正压能转变为斜压能(Gustafsson, 2001), 并在运动过程中通过一系列的消散机制, 比如底部散射(Laurent和Garrett, 2002)以及陆坡反射(Nash等, 2004)等方式, 最终使海水混合, 因此在地形变化剧烈的深海, 潮汐的季节性变化对能量在不同尺度间的转换具有调控作用. 另外, 潮汐也是搬运海洋物质的重要过程, 特别是潮汐在近底层可产生较强的剪切应力, 使沉积物悬浮并进行搬运(Friedrichs和Wright, 1995; Ribbe和Holloway, 2001; Turnewitsch等, 2008; Peine等, 2009).

作为西太平洋最大的半封闭边缘海, 南海通过吕宋海峡与西太平洋连接, 地形复杂, 潮汐运动强而且多变. 基于数值模拟(Fang等, 1999; Jan等, 2007; Zu等, 2008)以及卫星高度数据(Hu等, 2001)的研究结果显示,

中文引用格式: 赵玖强, 张艳伟, 刘志飞, 赵玉龙, 王萌. 2019. 南海北部深海潮汐的季节性变化特征. 中国科学: 地球科学, 49: 717–730, doi: 10.1360/N072017-00453
英文引用格式: Zhao J, Zhang Y, Liu Z, Zhao Y, Wang M. 2019. Seasonal variability of tides in the deep northern South China Sea. Science China Earth Sciences, 62: 671–783, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9315-7

© 2019 《中国科学》杂志社

潮汐能量主要通过吕宋海峡从西太平洋进入到南海(图1), 以全日潮类型为主, 伴有半日混合潮, 全日分潮K_1、O_1以及半日分潮M_2的能量分别为28、21和29GW (Beardsley等, 2004). 近些年针对南海潮汐的季节性变化特征逐渐开展观测研究. 在南海西北部, 根据每个季节获取的1~2个月锚系观测, 发现内潮动能在秋季最强, 冬季潮汐动能最弱(Guo等, 2012); 同样在南海西北部, Xu等(2013)基于9个月的长期海流剖面观测发现全日潮在夏季最强, 冬季最弱, 半日潮无明显的季节性变化; 在吕宋海峡附近的观测研究发现潮汐在冬季增强(Liu等, 2015); 在南海东北部, 由于内潮受到较强的亚惯性流调控, 异相成分增加至3/4, 消弱了内潮的季节性变化特征(Lee等, 2012). 综上, 南海潮汐具有复杂的季节性变化特征, 而上述研究仅针对上层水体(~600m), 对于深层潮汐季节性变化的长期观测研究还很少.

在中尺度涡、黑潮等低频亚惯性动力过程和复杂地形的共同影响下, 南海深海层结变化显著(Zhang等, 2015), 并且导致潮汐固有频率产生多普勒频移, 造成与正压潮异相(incoherent)的特征增强(Chavanne等, 2010), 进而影响潮汐的季节性变化(Lee等, 2012). 中尺度涡是典型的亚惯性运动(Ferrari和Wunsch, 2009), 通过改变海水的层化(Zilberman等, 2011)和能量分布, 控制潮汐能量从正压向斜压转换, 促进海水混合过程(Park和Watts, 2006; Rainville和Pinkel, 2006; Liang, 2014). 中尺度涡在南海频发, 尤其是在冬季, 黑潮对南海入侵过程较强, 南海北部中尺度涡多发(Wang等, 2003; Nan等, 2015), 且可影响至2000m以下水层, 对不同尺度运动之间的能量转换、以及对沉积物的输运具有十分重要的作用(Zhang等, 2014, 2015). 然而, 中尺度涡对南海深海潮汐的季节性调控研究还很少. 本文利用深水锚系综合观测系统在南海北部2100m水深的陆坡上进行了为期两年的高分辨率海流剖面连续观测, 重点研究深海潮汐的季节性变化特征.

2 数据与方法

2.1 锚系观测

深海锚系综合观测系统(TJ-A-1)布放在南海北部陆坡2100m水深处(20.05°N, 117.42°E, 图1), 于2011年9月至2013年5月(2012年10月进行一次锚系维护)开展近两年的海流剖面连续观测, 采样间隔为1h, 设置的采

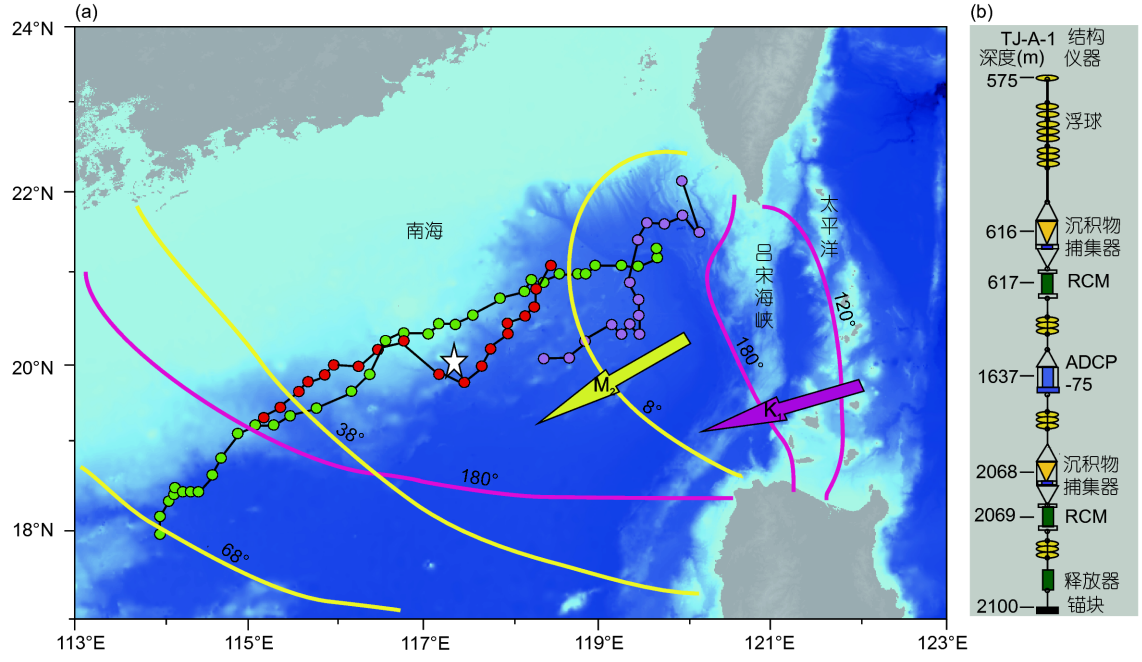


图 1　研究区域的正压潮分布、中尺度涡运动路径、锚系位置(a)以及锚系结构(b)图

正压潮通过吕宋海峡进入到南海, 紫色箭头和曲线代表全日潮运动方向和相位, 黄色箭头和曲线代表半日潮运动方向和相位(据Fang等, 1999)), 白色五角星为观测站位TJ-A-1. 红色和绿色点线分别代表观测期间的反气旋和气旋式中尺度涡运动路径(据Zhang等, 2014)

样频率远高于潮汐频率, 以便提取潮汐信号. 为了能够获取近全水深的流速, 分别在上层617m处布放了单点海流计(RCM); 1637m处布放向下观测的75-kHz大量程声学多普勒海流剖面仪(ADCP), 深度间隔为10m, 可获取有效流速的深度范围为1675~2005m; 在近底层2069m处布放海流计(RCM).

2.2　卫星数据以及潮流模型

为了探究中尺度涡对深海潮汐的影响, 利用网格化的海表高度异常值(MSLA)来追踪中尺度涡的路径以及经过研究区域的时间. MSLA数据(http://www.aviso.altimetry.com)基于TOPEX/Poseidon、Jason-1、ERS-1, 以及ERS-2等多个卫星观测的集成结果(Ducet等, 2000), 水平空间分辨率为0.25°×0.25°, 时间间隔为1天. 此外, 利用最新的全球正压潮汐反演模型TPXO8.0(Egbert等, 1994; Egbert和Erofeeva, 2002), 在中国海的分辨率为1/30°, 计算研究区域的正压潮.

2.3　数据处理

为进一步提高观测数据的质量, 将ADCP、RCM观测流速中的异常值剔除后再线性插值, 并将数据划分为秋季(2011年9~11月)、冬季(12月至次年2月)、春季(3~5月)、夏季(6~8月), 便于研究深海潮汐的季节性变化特征.

由于电池不足的原因, 上层617m以及近底层2069m处的RCM观测数据在2012年9~11月以及2013年2~5月没有有效的观测数据, 所以仅对2011年9月至2012年8月近一年观测流速进行垂向深度平均, 计算出正压流(张效谦等, 2005; Xu等, 2013; Liu等, 2015), 然后对其调和分析(Pawlowicz等, 2002), 得到主要正压分潮的调和常数, 并利用调和常数计算出观测期间全日正压潮和半日正压潮流速. 利用四阶巴特沃斯滤波器对观测流速带通滤波得到全日潮和半日潮流速(包含正压分量和斜压分量), 其中全日潮滤波频率范围为[0.8 1.2]cpd, 半日潮滤波频率范围为[1.8 2.2]cpd, 排除了惯性流、亚惯性流等其他低频信号. 将全日正压潮和半日正压潮分别从滤波得到的全日潮和半日潮流速中减去, 得到斜压全日潮和斜压半日潮流速. 另外, 为了分析深海潮汐的锁相(与天文正压潮同相)与异相(与天文正压潮异相)运动, 分别对斜压全日潮和斜压半日潮流速进行调和分析得到锁相成分, 然后将全日潮和半日潮锁相成分分别从斜压全日潮和斜压半日潮流速中减去, 得到潮汐的异相成分. 为了分析亚惯性流对深海潮汐的影响, 对观测流速进行低通滤波, 截止频率为0.125cpd.

利用经验正交分解(EOF)统计深层潮流不同季节的斜压模态变化, 并对不同模态的流速进行谱分析, 计算出内潮在不同季节上的功率谱密度(PSD). 另外, 利用连续小波变换分析深海流场中不同频率的海流随时间的变化(Torrence和Compo, 1998; Grinsted等, 2004).

为了研究深海潮汐与中尺度涡及低频亚惯性流之间的影响, 将东西方向流速(u_0)和南北方向流速(v_0)转变为沿陆坡(u)和跨陆坡(v)方向流速, 计算公式如下:

$$u = u_0\cos\theta + v_0\sin\theta, \tag{1}$$

$$v = -u_0\sin\theta + v_0\cos\theta, \tag{2}$$

式中, $\theta\approx28°$为陆坡和东西方向的夹角(Zhang等, 2014). 在沿陆坡方向上, 正值为东北方向, 负值为西南方向; 在跨陆坡方向上, 正值为西北方向, 负值为东南方向.

3　结果

3.1　潮汐基本特征

对不同深度的观测流速进行连续小波变换(Grinsted等, 2004), 如图2所示, 在观测区域以全日潮为主, 并且全日潮具有明显的14天大小潮周期, 而半日潮没有明显的大小潮周期. 沿陆坡方向上(图2a、2c、2e), 周期为~30天和~45天的低频亚惯性流在冬季增强. 正压流的调和分析表明观测区域的正压潮主要由全日分潮K_1、O_1、P_1和半日分潮M_2、S_2组成. 如表1所示, K_1分潮是最强的正压分潮, 椭圆长轴达到2.6cm s^{-1}, 其次是O_1分潮, 长轴为2.15cm s^{-1}, P_1分潮相对较弱; 半日潮中M_2分潮的长轴为1.81cm s^{-1}, 是S_2分潮流速的两倍. 根据调和常数可以看出, 观测区域的全日正压潮流向为跨陆坡(西北-东南向), 半日分潮是沿陆坡方向(东北-西南向). 为了进一步对深海潮汐的特征进行分析, 计算上层617m、深层1675m和近底层2069m处沿陆坡方向观测流速的功率谱值(图3), 这三个深度上的结果具有一致的变化趋势, 谱峰值均出现在全日潮(K_1、O_1)和半日潮(M_2)频率处, 而对应于~30天和~45天的频率处也出现了谱峰, 这说明海流在全水

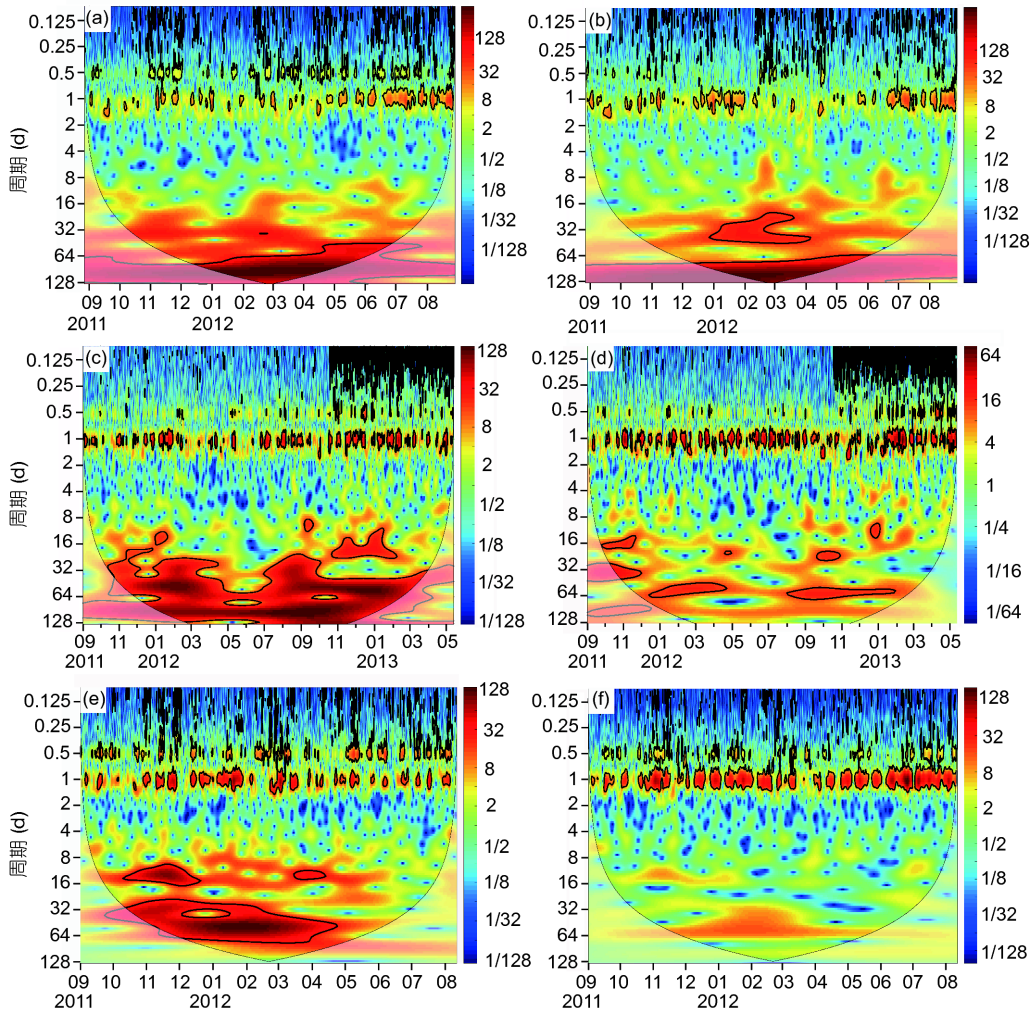


图 2　沿陆坡和跨陆坡方向上不同深度观测流速的连续小波分析

(a)、(c)、(e)分别为617、1675、2069 m处的观测流速沿陆坡方向上的连续小波分析图, (b)、(d)、(f)分别为617、1675、2069 m处的观测流速在跨陆坡方向上的连续小波分析图. 粗黑线代表95%的置信度, 细黑线为受到数据边缘影响的区域

表 1　正压分潮的调和常数

分潮	椭圆长轴(cm s^{-1})	椭圆短轴(cm s^{-1})	倾向(°)	相(°)
O_1	2.15	0.042	166.6	129.0
K_1	2.60	−1.15	134.0	257.0
P_1	0.70	−0.30	122.0	281.0
M_2	1.81	0.62	62.5	166.5
S_2	0.88	0.19	25.0	166.0

深都具有显著的潮汐和低频亚惯性周期运动.

3.2　深海斜压潮的流速变化

斜压全日潮和半日潮流速剖面展示出不同的季节性变化特征. 沿陆坡方向上, 斜压全日潮夏季的最大流速为7.6cm s^{-1}, 深度平均值的均平方根(rms)为1.9cm s^{-1}, 冬季的最大流速为8.4cm s^{-1}, rms为2cm s^{-1}. 冬、夏季最大流速及其rms值相近, 春、秋季较弱(图4a), 而斜

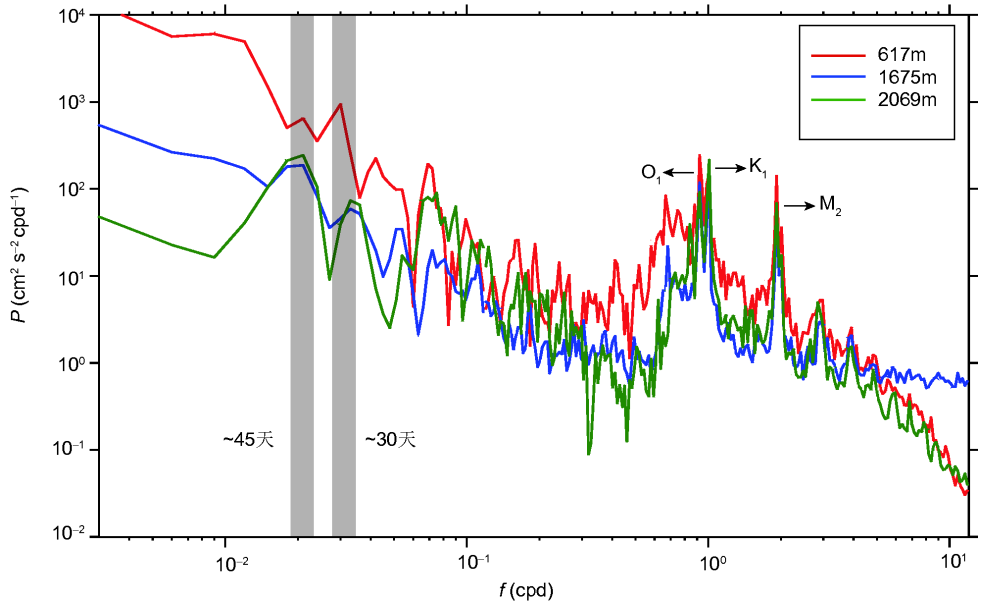


图 3　沿陆坡方向的观测流速在不同深度上的功率谱分析

功率谱分析利用Welch方法以及Hamming窗(Welch, 1967)

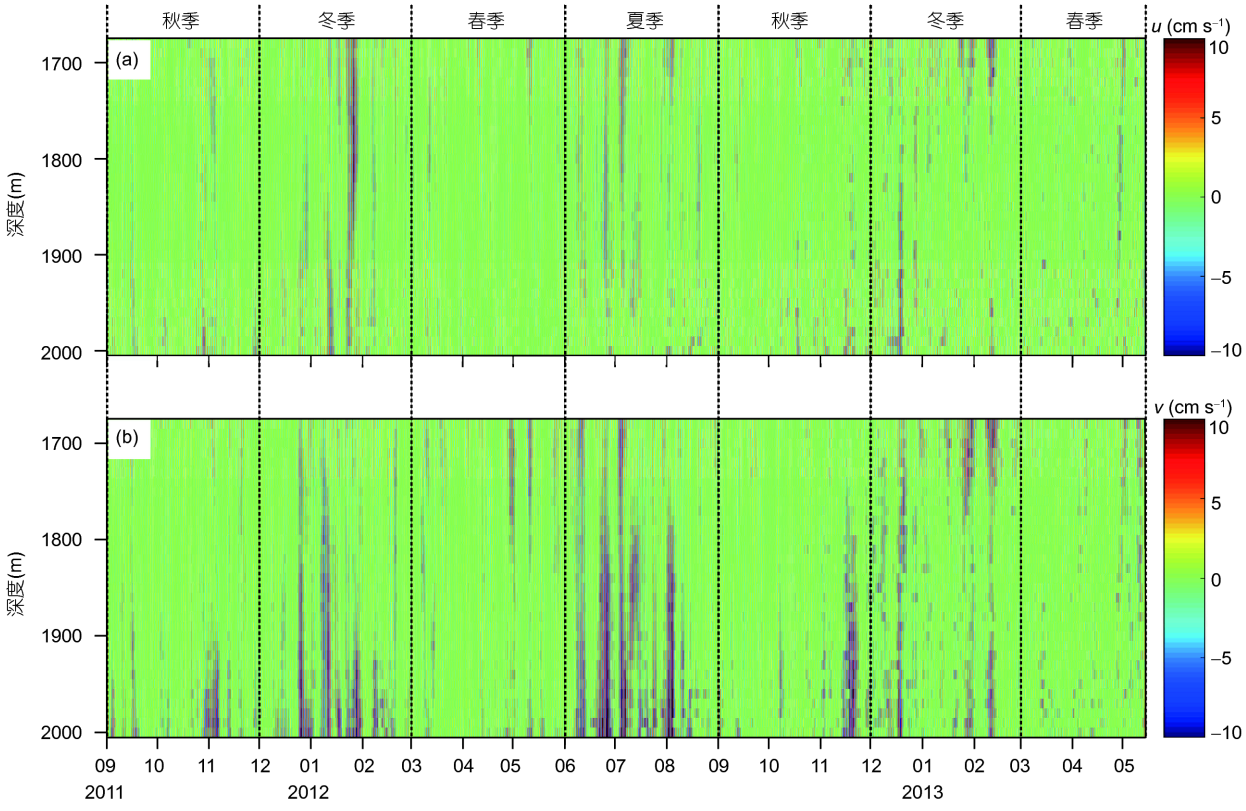


图 4　斜压全日潮流速剖面的季节性变化

(a) 沿陆坡方向流速剖面, (b) 跨陆坡方向流速剖面. 时间上的季节分布已用虚线标出

压半日潮流速没有明显的季节性变化. 跨陆坡方向上, 斜压全日潮夏季的最大流速为14.7cm s^{-1}, 且最大值出现在近底层, rms为3cm s^{-1}, 其余季节的最大流速以及rms均小于夏季(图4b). 综合以上分析, 斜压全日潮流速在夏季最强, 冬季次之, 春、秋季最弱, 而半日潮没有明显的季节性变化特征(图5).

3.3 斜压潮的动能变化

利用动能KE = $u_0^2+v_0^2$分别计算出ADCP有效观测范围内(1675~2005m)每层的斜压全日潮和半日潮动能大小, 并进行深度平均, 分析斜压潮动能在时间上的变化(图6). 对于斜压全日潮(图6a), 夏季动能最大, 最大值达86.7cm^2 s^{-2}, rms为16.47cm^2 s^{-2}, 冬季最大值为60.5cm^2 s^{-2}, rms为12.9cm^2 s^{-2}, 春季最大值为29.5cm^2 s^{-2}, rms为8.6cm^2 s^{-2}, 秋季最大值为35.9cm^2 s^{-2}, rms为9.8cm^2 s^{-2}. 从以上统计结果可以看出, 斜压全日潮动能在夏季最强, rms值是春、秋季的2倍, 冬季动能较夏季弱, 比春、秋季强, 而斜压半日潮动能没有明显的季节性变化(图6b).

3.4 深海潮汐的垂向结构

为了进一步分析深海斜压潮的季节性变化及其垂向模态结构, 对ADCP-75kHz有效观测深度范围(1675~2005m)内的沿陆坡、跨陆坡流速分别进行EOF分析. 根据斜压潮流速剖面和动能分析结果, 斜压半日潮没有明显的季节性变化, 且观测海域以全日潮为主, 因此, 只分析斜压全日潮. 根据前三个斜压模态的流速功率谱分析结果显示, 全日潮流以第一垂向模态为主, 并且具有多模态垂向结构特征, 随不同的季节展现出强度变化(图7). 沿陆坡方向上, 全日潮谱密度在冬季最强, 第一模态的谱密度为3330cm^2 s^{-2} cpd^{-1}, 为其他季节的近1.5倍. 跨陆坡方向上, 全日潮的谱密度在夏季最强, 第一模态谱密度为4917cm^2 s^{-2} cpd^{-1}, 约为其他季节的2倍; 因此垂向模态分析结果与斜压潮流速剖面以及动能的结果一致, 斜压全日潮在夏季最强, 冬季次之, 春、秋季最弱.

3.5 锁相运动

以上分析的深海斜压潮季节变化包含了锁相和异

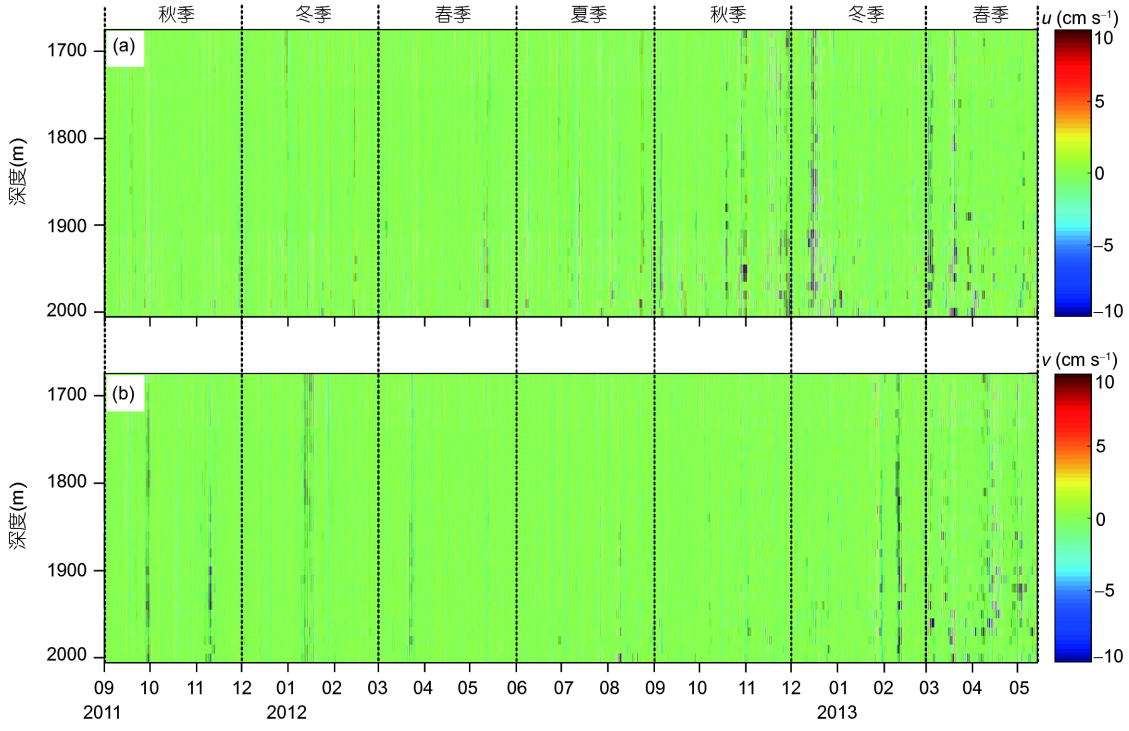


图 5 斜压半日潮流速剖面的季节性变化

(a) 沿陆坡方向流速剖面, (b) 跨陆坡方向流速剖面. 时间上的季节分布已用虚线标出

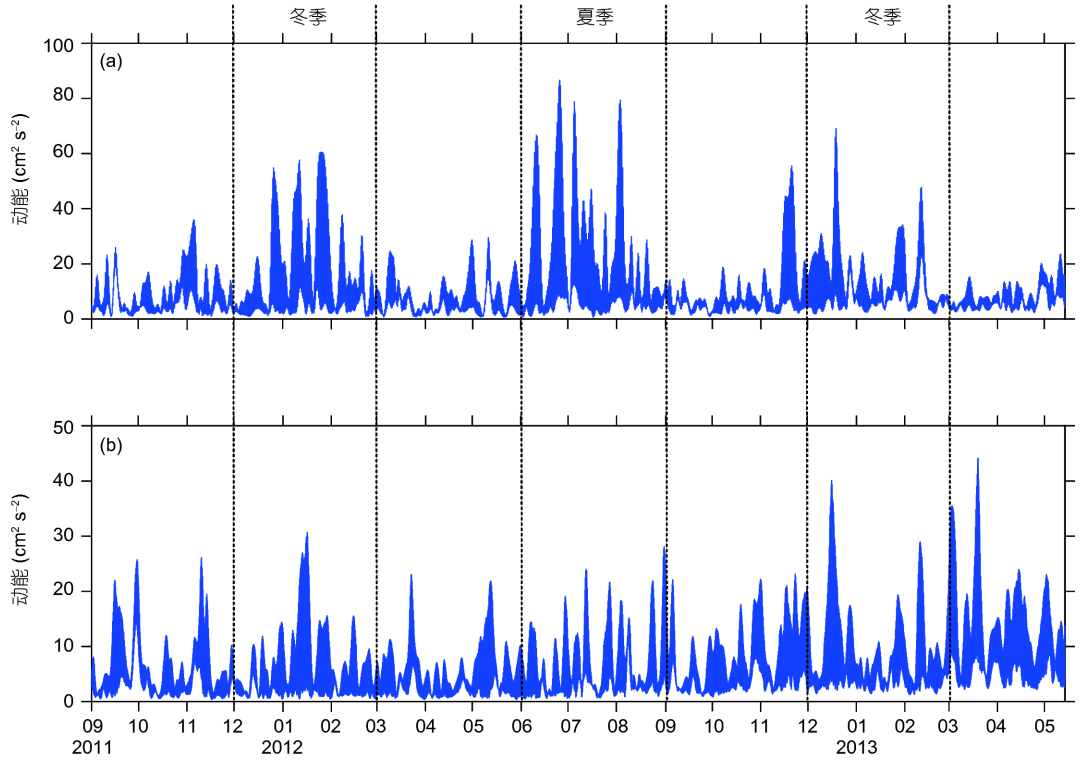


图 6　斜压潮动能的时间变化

(a) 斜压全日潮动能, (b) 斜压半日潮动能. 时间上的季节分布已经用虚线标出

相成分. 为了将斜压潮中的锁相与异相成分精确分离, 以总的观测时间长度为时间窗, 以1h为时间间隔, 分别对每层斜压全日潮和半日潮流速进行调和分析, 得到全日潮和半日潮的锁相成分, 进而计算出潮汐的异相成分. 对斜压潮锁相、异相成分进行深度平均, 用$\mathrm{Var}=u^2_{\mathrm{coherent}}+v^2_{\mathrm{coherent}}$($u_{\mathrm{coherent}}$指沿陆坡方向的锁相流速, v_{coherent}指跨陆坡方向的锁相流速)来表示斜压潮锁相成分的季节性变化(Xu等, 2013, 2014; Cao等, 2017). 结果显示, 斜压全日潮的锁相成分在夏季最强, 是其他季节的近2~3倍, 并且具有规则的14天大小潮周期(图8a); 斜压半日潮的锁相成分没有明显的季节性变化(图8c), 具有不规则的大小潮周期, 且比对应的全日潮小. 对于异相成分的变化(计算方法与锁相成分变化相同), 斜压全日潮在冬季最强(图8b), 其他季节较弱; 而半日潮无明显季节性变化, 且异相成分为主(图8d). 斜压全日潮和半日潮的异相成分都具有5~7天的不规则变化周期.

为了分析斜压全日潮与半日潮锁相、异相运动垂向结构的季节性变化特征, 分别计算斜压全日潮和半日潮的锁相与异相成分在不同季节上的时间平均(图9). 对于斜压全日潮, 在夏季锁相成分较异相成分略弱, 约占斜压全日潮的40%(图9b), 在冬季, 异相成分明显增强, 锁相成分约仅占斜压全日潮的15%; 对于半日潮, 锁相与异相成分的季节性变化不明显, 锁相成分很弱, 仅占斜压半日潮的18%, 且始终弱于斜压全日潮的锁相、异相成分.

4　讨论

斜压潮的季节性变化特征受海水层结(Guo等, 2012; Xu等, 2013)以及正压潮(Xu等, 2014; Shang等, 2015; Cao等, 2017)的影响显著. 根据WOA13温、盐数据计算出的观测区域海水浮力剖面表明在南海北部的深层, 不同季节之间的浮力频率变化不明显. 而本文的观测结果是斜压全日潮动能在夏季最强, 冬季次之, 春秋季最弱(图6a).

根据现场观测(Zhao和Alford, 2006; Alford等, 2015), 卫星数据(Zheng等, 2007)以及三维数值模拟

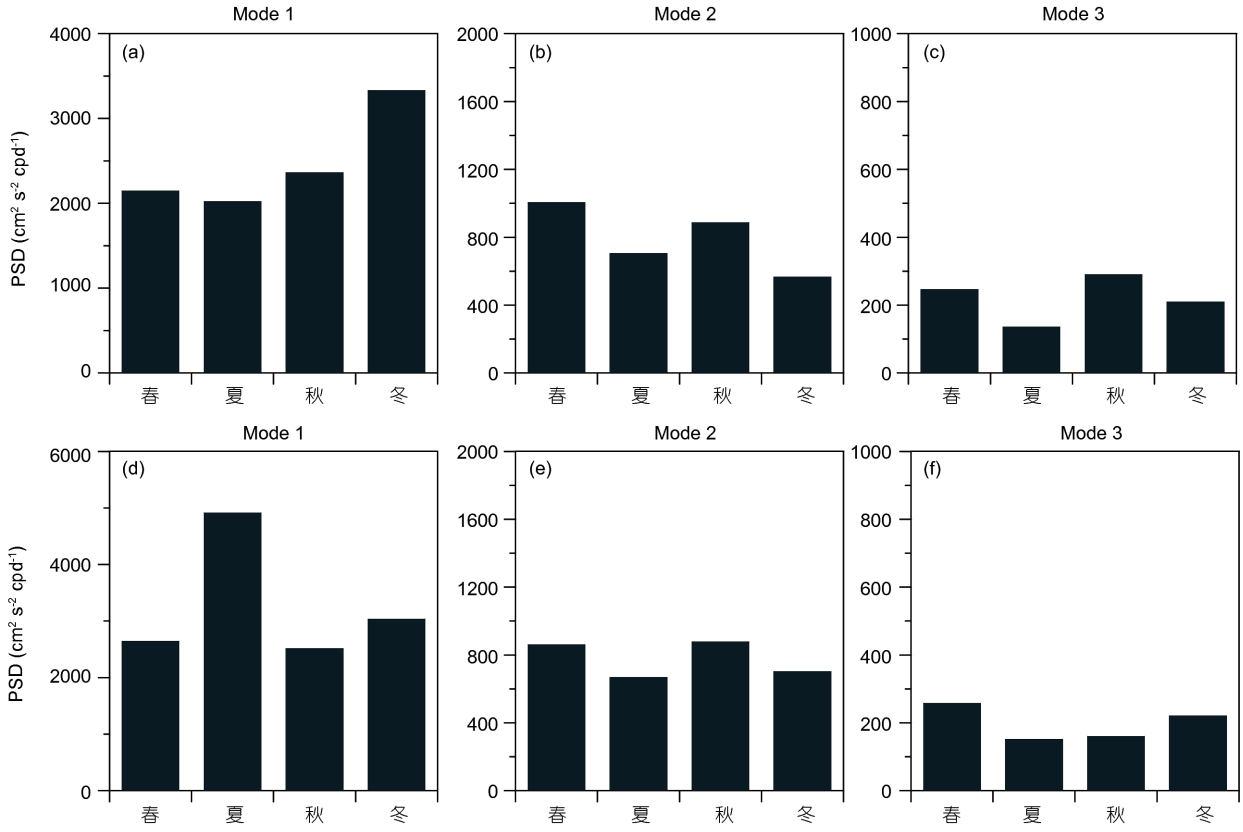


图 7　前三个斜压模态流速在全日潮频率带上谱密度的季节性变化

(a)~(c) 沿陆坡方向不同模态谱密度变化; (d)~(f) 跨陆坡方向不同模态谱密度变化

(Jan等, 2007)显示, 南海北部的斜压全日潮主要来自于吕宋海峡, 正压潮与海底山脊相互作用产生斜压潮, 进入南海北部, 根据研究区域正压潮调和常数(表1), 利用TPXO8正压潮模型, 计算吕宋海峡附近海域正压潮动能在东-西方向上的时间变化(Alford等, 2011), 结果显示全日正压潮由于K_1、P_1分潮的相互调制同样具有明显的季节性变化, 夏、冬季最强, 春、秋季最弱(图10). 因此, 我们可以推断观测区域深海斜压全日潮的季节性变化受控于来自吕宋海峡正压潮, 然而斜压全日潮动能在冬季比夏季较弱, 又较春、秋季强. 根据在南海已有的观测结果显示, 斜压潮在运动过程中会受到背景流的影响使潮汐的异相成分增强(Lee等, 2012; Xu等, 2013), 并且在本文观测区域斜压全日潮的异相成分在冬季最强(图8和9).

另外, 从图2和图3的小波分析和功率谱分析结果可以看出, 周期为~30天和~45天的低频亚惯性流在冬季增强, 而中尺度涡是海洋中典型的以此周期为主的低频亚惯性运动(Wang等, 2003). 在观测期间, 观测到两个反气旋式中尺度涡(Zhang等, 2014; 图1), 分别于2011年11月、2012年11月在台湾西南海域产生, 经过观测站位的时间分别为2012年1月底至3月初和2012年11月底至2013年1月初(图11a和11b), 两次中尺度涡经过研究海域时可影响全水深海流, 并激发了强亚惯性流(图11), 并且流向发生反转(图11c~11f). 相反地, 在2012年3~4月观测到的气旋式中尺度涡主要影响1000m以浅的水深, 并未引起较强的深海亚惯性流. 由于中尺度涡为沿陆坡西南向传播(图1), 且全日潮占主导地位(图2和3), 所以仅分析沿陆坡方向亚惯性运动对斜压全日潮的影响. 通过对比观测海流的总动能、低频亚惯性流动能、斜压潮动能发现, 当反气旋式中尺度涡经过观测区域时引起深海海流以及低频亚惯性流动能增强(图12a和b), 可能由于反气旋中尺度涡的结构不同使两次反气旋式中尺度涡对深海亚惯性流的具体影响方式不同, 斜压全日潮动能也出现增强现象, 但两者在时间上并不同步, 而是斜压全日潮动能发生于亚惯性流动能峰值之前和之后(图12c和12d), 因此,

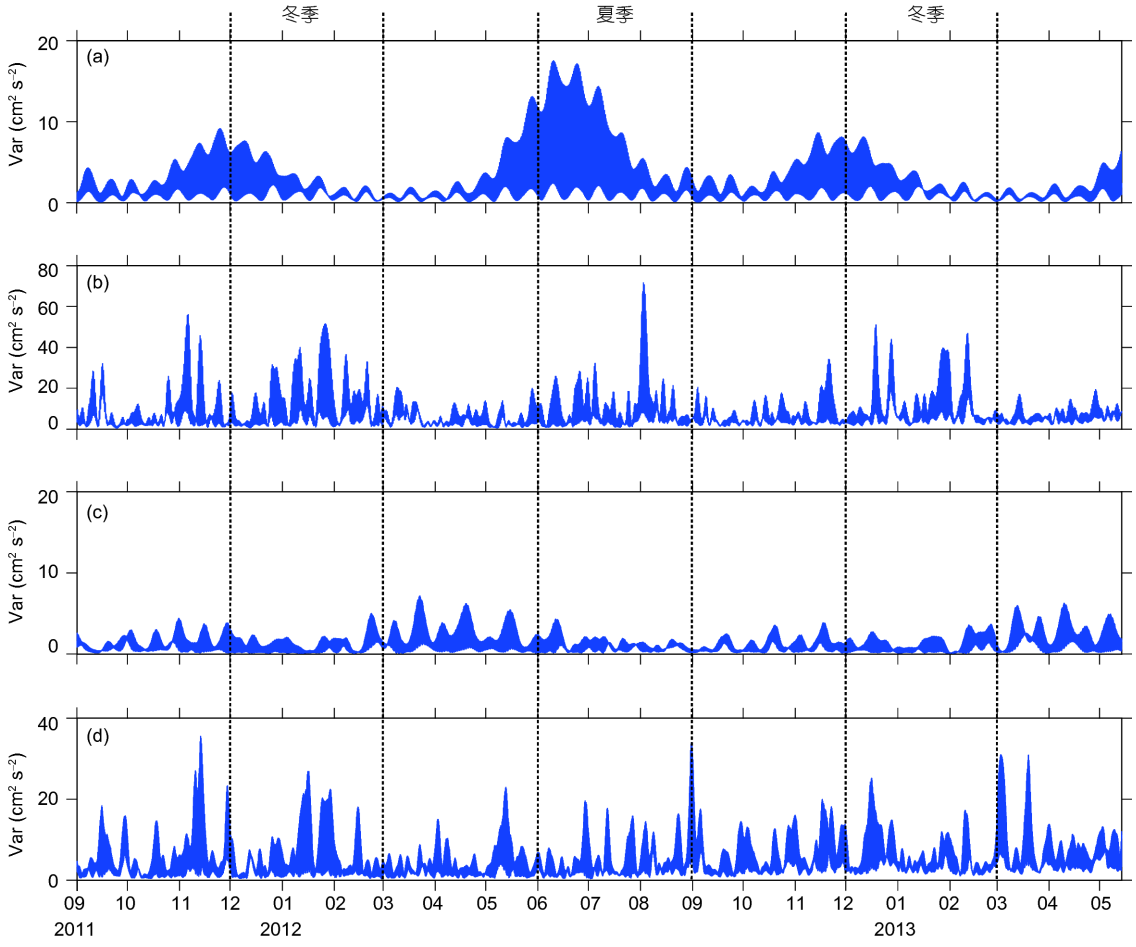


图 8　深度平均的锁相和异相成分在时间上的变化

(a) 斜压全日潮的锁相成分; (b) 斜压全日潮的异相成分; (c) 斜压半日潮的锁相成分; (d) 斜压半日潮的异相成分. 在时间上的季节划分已经用虚线框标出

中尺度涡激起的强亚惯性流对斜压潮具有边缘效应. 以2012年1~3月的反气旋式中尺度涡为例, 中尺度涡经过观测站位期间, 亚惯性流动能与斜压潮动能峰值约有10天的滞后, 最大相关系数为0.73, 出现在中尺度涡中心到达站位之前, 而在该反气旋式中尺度涡中心离开站位后, 可能由于结构以及紧接着出现的气旋式中尺度涡的影响, 斜压潮动能增强不明显.

因此, 正是由于中尺度涡的影响, 沿陆坡方向上, 斜压全日潮的最大流速及其rms最大值出现在中尺度涡经过的冬季, 比夏季略强(图4a), 并且冬季全日潮垂向第一模态的能量强于夏季(图7). 潮汐与中尺度涡相遇时发生波动反射(Chavanne等, 2010), 反气旋式中尺度涡使冬季全日潮异相成分增强(图8b和9), 占全日潮的85%. 另外, 反气旋式中尺度涡能够造成海水混合增强, 弱化深海海水层结(Zhang等, 2015), 进而减弱深海斜压全日潮动能. 对于斜压半日潮, 其在南海北部深海中的动能较弱, 且其异相成分占半日潮的82%(图9), 因此中尺度涡等低频亚惯性流对其影响不明显, 且没有明显的季节性变化.

5　结论

通过南海深海锚系观测系统TJ-A-1在南海北部2100m水深的陆坡上进行的近两年的连续、高分辨率海流观测, 对研究区域深海潮汐的季节变化特征进行了细致研究. 根据小波分析和功率谱分析, 南海北部深海全日潮占主导地位, 并且斜压全日潮动能具有明显的季节性变化特征, 在夏季最强, 冬季次之, 春秋季

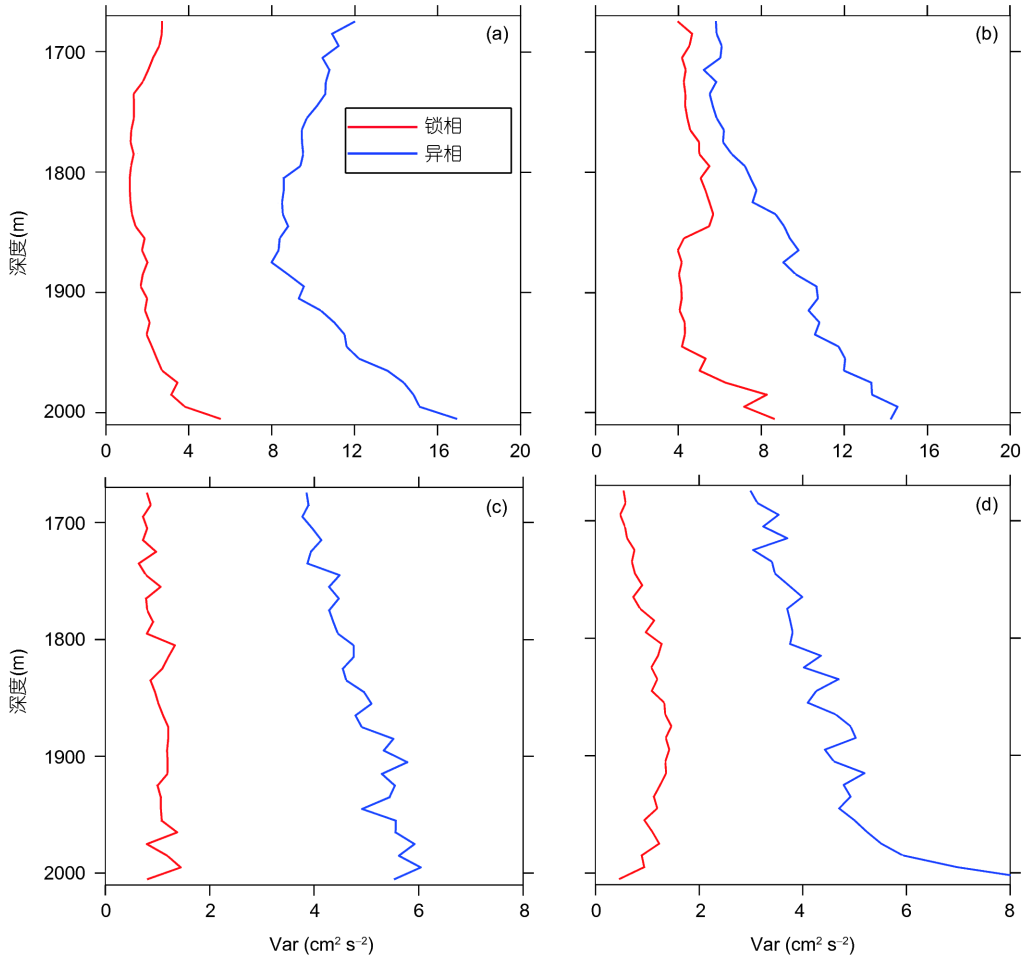


图 9　斜压潮汐的锁相与异相成分季节性时间平均的垂向结构变化

(a) 全日潮冬季的锁相与异相成分的垂向结构; (b) 全日潮夏季的锁相与异相成分的垂向结构; (c) 半日潮冬季的锁相与异相成分的垂向结构; (d) 半日潮夏季的锁相与异相成分的垂向结构

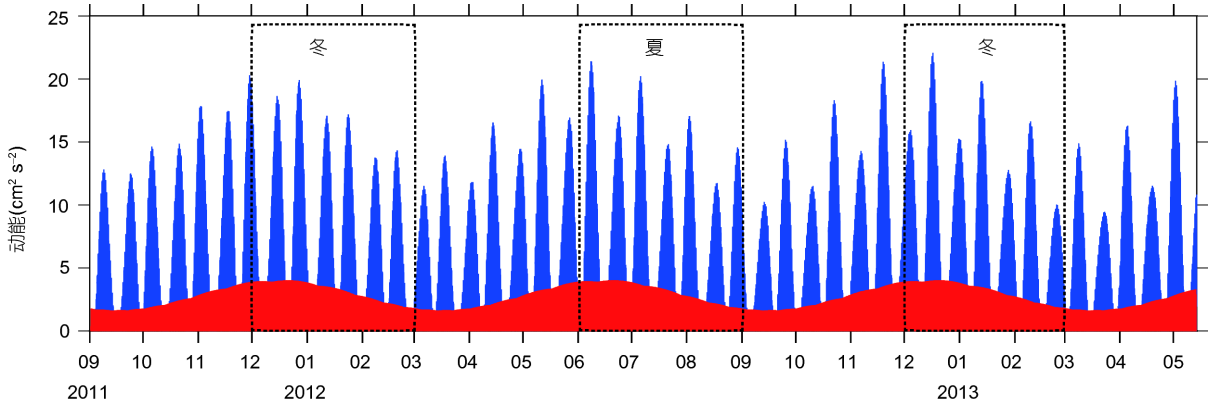


图 10　吕宋海峡(21°N, 121°E)纬向的正压全日潮动能

蓝色为(K_1+P_1+O_1)动能, 红色为(K_1+P_1)动能. 时间上的季节划分已经用虚线框标出

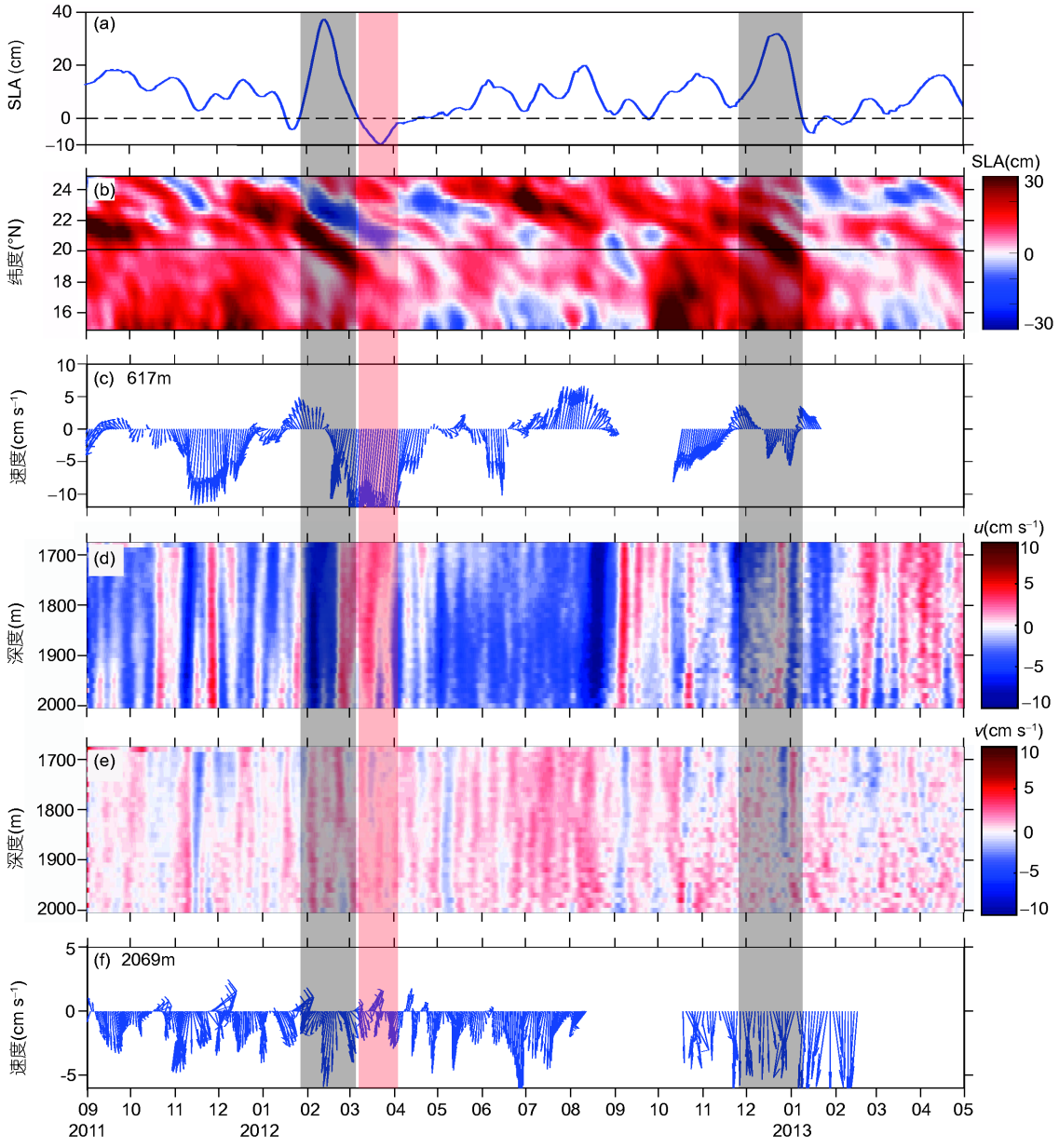


图 11　中尺度涡与深层亚惯性流之间的关系

(a) 海面高度异常(SLA), (b) Hovmöller表为SLA沿117°E断面的时间序列, 反映出中尺度涡在该断面上的时间变化, (c) 617m处RCM观测到的亚惯性流, (d)、(e)分别为ADCP观测到的深海亚惯性流在沿陆坡和跨陆坡方向的变化, (f) 2069m处观测到的近底层亚惯性流随时间的变化. 灰色阴影区为观测到的两次反气旋中尺度涡在观测区域的持续时间, 红色阴影为观测到的气旋涡在观测区域的持续时间

最弱; 而斜压半日潮没有明显的季节性变化. 通过与吕宋海峡附近全日正压潮动能对比, 全日潮的季节性变化受控于吕宋海峡正压潮. 另外, 在观测期间观测到的反气旋式中尺度涡激发全水深的强亚惯性流, 对沿陆坡方向的斜压潮动能具有增强作用, 使斜压全日潮冬季的异相成分也相应地增强, 占全日潮的85%, 并且该中尺度涡对深海海水混合的增强弱化了海水层结, 进而减弱斜压全日潮在冬季的动能, 造成深海斜压全日潮动能夏季最强, 冬季较夏季弱的季节性变化特征. 潮汐的季节性变化, 尤其是斜压潮汐, 调控深海的海水

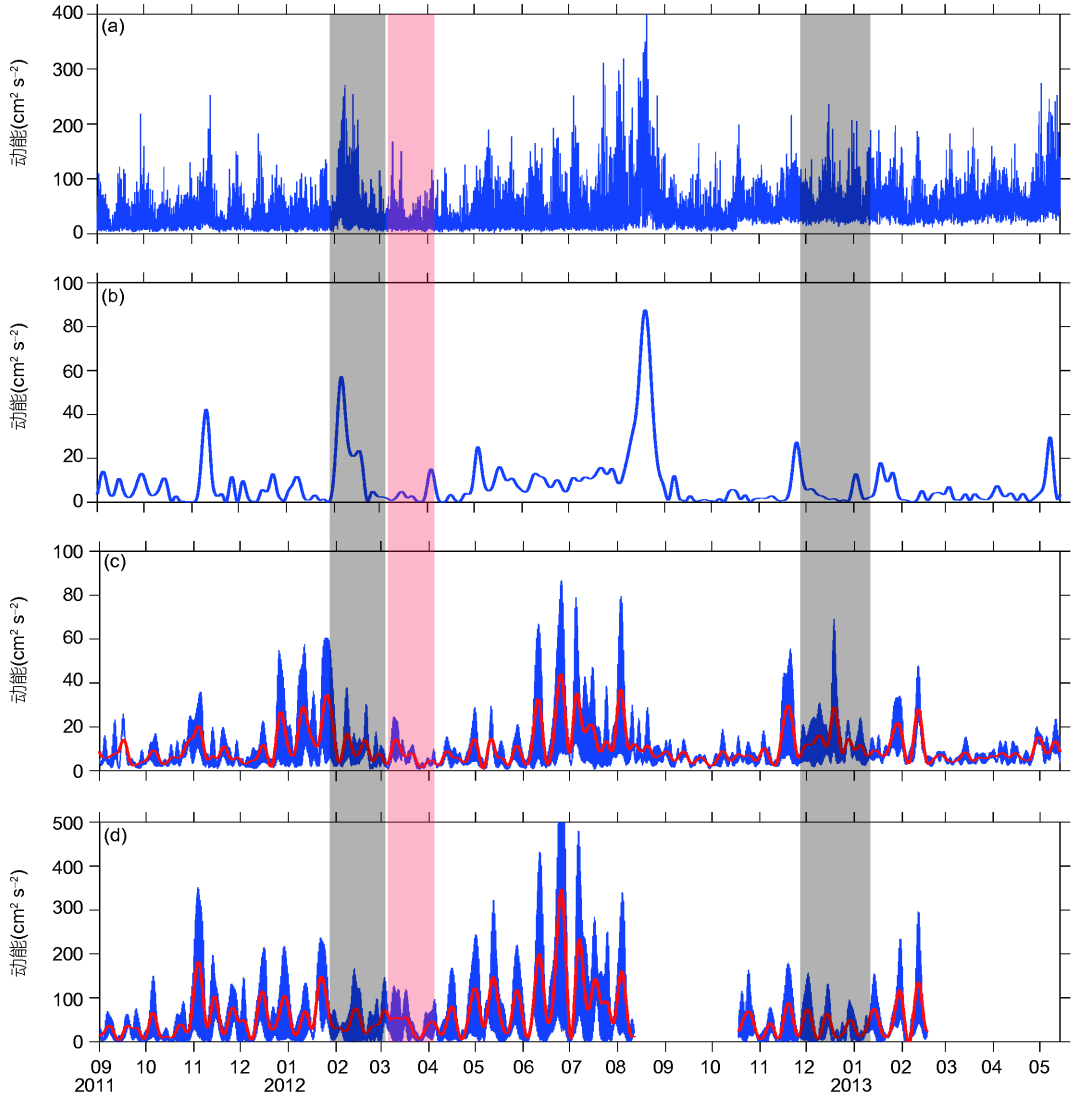


图 12　沿陆坡方向的低频亚惯性流和斜压全日潮的动能变化

(a) 垂向平均的观测流速动能随时间变化, (b) 垂向平均的低频亚惯性流动能变化, (c)、(d)分别为ADCP观测范围内斜压全日潮动能的垂向平均、2069m处观测到的斜压全日潮动能. (c)、(d)中的红色曲线为经过低通滤波的全日潮动能, 灰色阴影区为观测到的反气旋式中尺度涡持续的时间范围, 红色阴影区为观测到的气旋涡持续的时间范围

混合以及海底表层沉积物的再悬浮过程, 而且中尺度涡与潮汐之间的相互作用对不同尺度运动过程之间的能量转换具有重要意义, 因此, 需要有更多参数的观测数据进一步研究.

致谢　所用海流数据由同济大学南海深海锚系观测系统提供, 在锚系的布放和回收工作中得到了李建如、赵绍华、李夏晶、李艳丽等师生的帮助, 在此一并致谢. 感谢Aviso提供卫星高度数据(http://www. aviso. altimetry. fr).

参考文献

张效谦, 梁鑫峰, 田纪伟. 2005. 南海北部450m以浅水层内潮和近惯性运动研究. 科学通报, 50: 2027–2031

Alford M H, MacKinnon J A, Nash J D, Simmons H, Pickering A, Klymak J M, Pinkel R, Sun O, Rainville L, Musgrave R, Beitzel T, Fu K H, Lu C W. 2011. Energy flux and dissipation in Luzon Strait: Two tales of two ridges. J Phys Oceanogr, 41: 2211–2222

Alford M H, Peacock T, MacKinnon J A, Nash J D, Buijsman M C, Centurioni L R, Centuroni L R, Chao S Y, Chang M H, Farmer D

M, Fringer O B, Fu K H, Gallacher P C, Graber H C, Helfrich K R, Jachec S M, Jackson C R, Klymak J M, Ko D S, Jan S, Johnston T M S, Legg S, Lee I H, Lien R C, Mercier M J, Moum J N, Musgrave R, Park J H, Pickering A I, Pinkel R, Rainville L, Ramp S R, Rudnick D L, Sarkar S, Scotti A, Simmons H L, St Laurent L C, Venayagamoorthy S K, Wang Y H, Wang J, Yang Y J, Paluszkiewicz T, Tang T Y D. 2015. The formation and fate of internal waves in the South China Sea. Nature, 521: 65–69

Beardsley R C, Duda T F, Lynch J F, Irish J D, Ramp S R, Chiu C S, Tang T Y, Yang Y J, Fang G. 2004. Barotropic tide in the northeast South China Sea. IEEE J Ocean Eng, 29: 1075–1086

Cao A, Guo Z, Lv X, Song J, Zhang J. 2017. Coherent and incoherent features, seasonal behaviors and spatial variations of internal tides in the northern South China Sea. J Mar Syst, 172: 75–83

Chavanne C, Flament P, Luther D, Gurgel K W. 2010. The surface expression of semidiurnal internal tides near a strong source at Hawaii. Part II: Interactions with mesoscale currents. J Phys Oceanogr, 40: 1180–1200

Ducet N, Le Traon P Y, Reverdin G. 2000. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. J Geophys Res, 105: 19477–19498

Egbert G D, Bennett A F, Foreman M G G. 1994. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. J Geophys Res, 99: 24821

Egbert G D, Erofeeva S Y. 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. J Atmos Ocean Technol, 19: 183–204

Egbert G D, Ray R D. 2000. Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. Nature, 405: 775–778

Fang G, Kwok Y K, Yu K, Zhu Y. 1999. Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. Cont Shelf Res, 19: 845–869

Ferrari R, Wunsch C. 2009. Ocean circulation kinetic energy: Reservoirs, sources, and sinks. Annu Rev Fluid Mech, 41: 253–282

Friedrichs C T, Wright L D. 1995. Resonant internal waves and their role in transport and accumulation of fine sediment in Eckernförde Bay, Baltic Sea. Cont Shelf Res, 15: 1697–1721

Grinsted A, Moore J C, Jevrejeva S. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. Nonlin Processes Geophys, 11: 561–566

Guo P, Fang W, Liu C, Qiu F. 2012. Seasonal characteristics of internal tides on the continental shelf in the northern South China Sea. J Geophys Res, 117: C04023

Gustafsson K E. 2001. Computations of the energy flux to mixing processes via baroclinic wave drag on barotropic tides. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 48: 2283–2295

Hu J Y, Kawamura H, Hong H S, Kobashi F. 2001. Tidal features in the China Seas and their adjacent sea areas as derived from TOPEX/POSEIDON altimeter data. Chin J Ocean Limnol, 19: 293–305

Jan S, Chern C S, Wang J, Chao S Y. 2007. Generation of diurnal K_1 internal tide in the Luzon Strait and its influence on surface tide in the South China Sea. J Geophys Res, 112: C06019

Laurent L S, Garrett C. 2002. The role of internal tides in mixing the deep ocean. J Phys Oceanogr, 32: 2882–2899

Lee I H, Wang Y H, Yang Y, Wang D P. 2012. Temporal variability of internal tides in the northeast South China Sea. J Geophys Res, 117: C02013

Liang X. 2014. Semidiurnal tidal currents in the deep ocean near the East Pacific Rise between 9° and 10°N. J Geophys Res-Oceans, 119: 4264–4277

Liu J, He Y, Wang D, Liu T, Cai S. 2015. Observed enhanced internal tides in winter near the Luzon Strait. J Geophys Res-Oceans, 120: 7237–7252

Munk W, Wunsch C. 1998. Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 45: 1977–2010

Nan F, Xue H, Yu F. 2015. Kuroshio intrusion into the South China Sea: A review. Prog Oceanogr, 137: 314–333

Nash J D, Kunze E, Toole J M, Schmitt R W. 2004. Internal tide reflection and turbulent mixing on the continental slope. J Phys Oceanogr, 34: 1117–1134

Park J H, Watts D R. 2006. Internal tides in the southwestern Japan/East Sea. J Phys Oceanogr, 36: 22–34

Pawlowicz R, Beardsley B, Lentz S. 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. Comput Geosci, 28: 929–937

Peine F, Turnewitsch R, Mohn C, Reichelt T, Springer B, Kaufmann M. 2009. The importance of tides for sediment dynamics in the deep sea—Evidence from the particulate-matter tracer ^{234}Th in deep-sea environments with different tidal forcing. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 56: 1182–1202

Rainville L, Pinkel R. 2006. Propagation of low-mode internal waves through the ocean. J Phys Oceanogr, 36: 1220–1236

Ribbe J, Holloway P E. 2001. A model of suspended sediment transport by internal tides. Cont Shelf Res, 21: 395–422

Shang X, Liu Q, Xie X, Chen G, Chen R. 2015. Characteristics and seasonal variability of internal tides in the southern South China Sea. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 98: 43–52

Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. Bull Amer Meteorol Soc, 79: 61–78

Turnewitsch R, Reyss J L, Nycander J, Waniek J J, Lampitt R S. 2008. Internal tides and sediment dynamics in the deep sea—Evidence

from radioactive $^{234}Th/^{238}U$ disequilibria. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 55: 1727–1747

Wang G, Su J, Chu P C. 2003. Mesoscale eddies in the South China Sea observed with altimeter data. Geophys Res Lett, 30: 2121

Welch P D. 1967. The use of fast fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. IEEE Transactions Audio Electroacoustics, 15: 70–73

Xu Z, Yin B, Hou Y, Liu A K. 2014. Seasonal variability and north-south asymmetry of internal tides in the deep basin west of the Luzon Strait. J Mar Syst, 134: 101–112

Xu Z, Yin B, Hou Y, Xu Y. 2013. Variability of internal tides and near-inertial waves on the continental slope of the northwestern South China Sea. J Geophys Res-Oceans, 118: 197–211

Zhang Y, Liu Z, Zhao Y, Li J, Liang X. 2015. Effect of surface mesoscale eddies on deep-sea currents and mixing in the north-eastern South China Sea. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 122: 6–14

Zhang Y, Liu Z, Zhao Y, Wang W, Li J, Xu J. 2014. Mesoscale eddies transport deep-sea sediments. Sci Rep, 4: 5937

Zhao Z, Alford M H. 2006. Source and propagation of internal solitary waves in the northeastern South China Sea. J Geophys Res, 111: C11012

Zheng Q, Susanto R D, Ho C R, Song Y T, Xu Q. 2007. Statistical and dynamical analyses of generation mechanisms of solitary internal waves in the northern South China Sea. J Geophys Res, 112: C03021

Zilberman N V, Merrifield M A, Carter G S, Luther D S, Levine M D, Boyd T J. 2011. Incoherent Nature of M_2 Internal Tides at the Hawaiian Ridge. J Phys Oceanogr, 41: 2021–2036

Zu T, Gan J, Erofeeva S Y. 2008. Numerical study of the tide and tidal dynamics in the South China Sea. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 55: 137–154

(责任编委: 王东晓)